

GEOMORFOLOGÍA GLACIAR EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA (NOROESTE DE ESPAÑA: ALGUNOS EJEMPLOS)

Some examples of glacial geomorphology in Cantabrian Mountains (NW Spain)

Montserrat Jiménez y Pedro Farias (*)

RESUMEN

Las evidencias de modelado glaciar reconocidas ya desde principios del siglo XX en la Cordillera Cantábrica permiten inferir que, probablemente, durante la última glaciación existió un gran casquete glaciar de montaña con lenguas de hielo vertiendo hacia el Norte y hacia el Sur. Como ejemplo, se describe la geomorfología glaciar en un área de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica (Parque Natural de Redes), donde se ha reconocido una fase de máxima expansión glaciar, con una antigüedad superior a los 21.000 años, seguida de otras dos de retroceso y estabilización de los frentes glaciares. Asimismo, se describe un itinerario accesible y útil para reconocer el glaciarismo en la vertiente norte de la Cordillera, como es el entorno de los Lagos de Covadonga, en el Macizo Occidental de los Picos de Europa.

ABSTRACT

Geomorphological evidence of glacial features in Cantabrian Mountains (N Spain) reported since the beginning of the XX century allows the reconstruction of an icefield that was probably active during the Last glaciation, with glacial tongues flowing towards to the North as well as to the South, where they reach their highest development. As an example, we present in this work glacial evidence in the Redes Natural Park (North slope of Cantabrian Mountains), where a phase of glacial maximum can be recognized, followed by other two phases of glacial fronts retreat and stabilization. Also, we describe a useful itinerary to recognize glacial geomorphology in the Northern Slope of the Cantabrian Mountains: the surroundings of Covadonga Lakes, in the Western Massif of Picos de Europa.

Palabras clave: Glaciarismo, Cordillera Cantábrica, morrena, circo.

Keywords: Glacial geomorphology, Cantabrian Mountains, moraine, cirque.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Cantábrica puede ser considerada, desde el punto de vista geológico, como la prolongación de los Pirineos hacia el Oeste. Esta cordillera Alpina levantada durante el Terciario, está hoy representada por un conjunto de alineaciones montañosas con disposición E-O que alcanzan sus máximas altitudes en los Picos de Europa (2648 m en el Pico Torrecerredo) (Figura 1).

Si retrocedemos unos cuantos millones de años en la historia de la Tierra, justamente hasta el Terciario, llegaríamos al momento en que se produjo la colisión entre la Placa Ibérica y Europa, dando origen a los Pirineos. Esta colisión, relacionada con la apertura del golfo de Vizcaya; ocasionó en el Noroeste Peninsular un fenómeno de acortamiento de dirección N-S que dio lugar a la elevación de la Cordillera Cantábrica por aparición de nuevas fallas (principalmente de orientación E-O) y reactivación de otras preexistentes. No sabemos a ciencia cierta qué es lo que ocurrió en esta área desde entonces, ya que un vacío de 30 millones de años de historia geológica nos impide afirmarlo

con precisión. Seguramente, el eje principal de la Cordillera actuó como divisoria entre su vertiente Norte y su vertiente Sur, favoreciendo así la instalación de cauces fluviales que más tarde, serían determinantes para el establecimiento de la red hidrográfica actual. Lo que sí está claro es que desde entonces, la evolución geológica de la Cordillera Cantábrica ha estado condicionada por la actuación de un conjunto de procesos que han ido desmantelándola con más rapidez de lo que en un primer momento podríamos imaginarnos. A esta acción geológica contribuirían factores muy diversos, estando entre ellos los distintos fenómenos de cambio climático que actuaron durante el Cuaternario, que, con la sucesión de etapas glaciares e interglaciares, debieron dejar su impronta en esta zona. Entre los procesos que han esculpido el relieve a lo largo de los últimos miles de años (Farias y Marquín, 1995), están algunos aún activos en el presente, como los procesos fluviales, kársticos y de gravedad, y otros ya inactivos, entre los que se encuentra la acción glaciar, que ha dejado numerosas evidencias tanto en la vertiente norte como en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica.

(*) Departamento de Geología, c/ Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo. E-mails: mjimenez@geol.uniovi.es, pfarias@geol.uniovi.es



Fig. 1. Localización general de la Cordillera Cantábrica en el Noroeste de la Península Ibérica y situación de las áreas presentadas en este trabajo: a. Área meridional del Parque Natural de Redes; b. Lagos de Covadonga y su entorno.

UNAS IDEAS GENERALES SOBRE EL GLACIARISMO DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

Ya desde los trabajos de Hernández Pacheco (1914) y Obermaier (1914) hasta los publicados en las fechas más recientes, como por ejemplo Marquínez y Adrados (2000) o Alonso y Suárez Rodríguez (2004), numerosos autores han dedicado su atención al estudio del glaciario en la Cordillera Cantábrica.

Exceptuando las referencias al hielo glaciar como las recientemente citadas en algunos puntos de los Picos de Europa (Alonso y González, 1998) y atribuidas a la Pequeña Edad del Hielo (González Trueba, 2005), en el presente no existen sistemas glaciares activos en la Cordillera Cantábrica. Sin embargo, las evidencias morfológicas atestiguan que, indudablemente, el fenómeno glaciar cobró una gran importancia. Son diferentes las conclusiones obtenidas a partir de los múltiples trabajos realizados, no estando claro todavía el número de glaciaciones que pueden ser reconocidas en la zona, la altitud a la que llegaron a descender los frentes glaciares y la edad exacta del glaciario. Asimismo, por el momento, son escasos los datos de edad, aunque en apartados posteriores describiremos algunos de los resultados conocidos hasta el momento.

De todo esto, lo que sí parece desprenderse es que en la Cordillera Cantábrica debió de haber un importante casquete de montaña, con lenguas glaciares que vertían hacia el Norte, en dirección al Mar Cantábrico, y hacia el Sur, en dirección a León y Palencia, en el que los glaciares, en el momento de máxima expansión, serían, en su parte más baja, auténticos glaciares alpinos. Y parece ser también, que hacia el Sur, estos glaciares encontrarían un desarrollo mucho más importante que hacia el Norte. Así, por ejemplo, hacia el Oeste de la Cordillera, en el valle de Degaña se ha sugerido que el frente glaciar llegó a alcanzar los 800 m (Alonso, 1992), en So-

miedo, el límite inferior del hielo durante el máximo glaciar llegó a los 850-900 m (Menéndez Duarte y Marquínez, 1996) y en el Parque de Redes, como luego veremos, se habría localizado a 930 m (Jiménez-Sánchez, 1996). Sin embargo, en el sector oriental de la vertiente Norte de la Cordillera se han citado ejemplos de límites más bajos. Así, en los Picos de Europa, se han identificado frentes a 650 m (Obermaier, 1914), a 600 m en la cuenca alta del Miera-Asón (Lotze, 1963) e incluso a 400 m (Marquínez y Adrados, 2000).

Otra cuestión importante es la asimetría en el desarrollo de los aparatos glaciares. Así, por ejemplo, en el área del Mampodre (Norte de León), en la vertiente sur de la Cordillera, el desarrollo y extensión de los aparatos glaciares (Arenillas y Alonso, 1981) pudo tener una importancia mayor que en la vertiente Norte (Castañón y Frochoso, 1992), del mismo modo que se ha mostrado en la zona de Lunada, en Cantabria, ya desde el trabajo de Lotze (1963). Ello ha sido explicado considerando la existencia de precipitaciones de componente preferentemente SE en épocas en las que la trayectoria principal de las borrascas atlánticas discurría más al sur de la actualidad (Salas, 1992).

Como es fácil de imaginar, no resulta sencillo aunar en un solo trabajo las conclusiones obtenidas a partir de todos los realizados en la Cordillera Cantábrica, y prácticamente imposible realizar una síntesis científica de los mismos en un trabajo de las características del que aquí presentamos. Por este motivo, en este artículo, describiremos algunos ejemplos del fenómeno glaciar que nos parecen interesantes por su contenido didáctico y que podríamos considerar representativos del fenómeno glaciar en el sector asturiano del Noroeste Peninsular.

Las zonas que consideraremos en este trabajo corresponden a la cabecera del río Nalón, (Parque Natural de Redes) y al entorno de los Lagos de Covadonga (Parque Nacional de los Picos de Europa)

(Figura 1). Ambas se encuentran en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica y en ellas hemos desarrollado previamente trabajos de investigación (ver por ejemplo, Farias et al., 1996; Jiménez-Sánchez, 1996; Jiménez-Sánchez y Farias, 2002). Por otra parte, en el entorno de los Lagos de Covadonga (Picos de Europa), hemos realizado, ya de manera tradicional, prácticas de campo en la Licenciatura de Geología, así como una labor de divulgación tanto en cursos de formación de profesores de Enseñanza Secundaria como en otros medios de difusión (Farias, 2004; Jiménez-Sánchez et al. 1997, 2005). Por este motivo, utilizaremos la primera zona como ejemplo de lo que pudo ser la evolución de los frentes glaciares en la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica, mientras que en los Lagos de Covadonga plantearemos resumidamente la posibilidad de realizar itinerarios de “turismo geomorfológico” para observar el fenómeno del glaciario.

EL SUR DEL PARQUE DE REDES: UN LUGAR ADECUADO PARA RECONSTRUIR LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES

El Parque Natural de Redes se localiza en el sector suroccidental de Asturias y posee una superficie de poco más de 376 km². Esta área fue declarada Parque Natural el 27 de diciembre de 1996, forma parte de la Red Natura 2000 y alcanzó el máximo reconocimiento a nivel mundial con su declaración como Reserva de la Biosfera el 20 de septiembre de 2001 por el Consejo Internacional de Coordinación del Programa MaB de la UNESCO (Álvarez-Arbesú et al. 2001).

La mayor parte del territorio del Parque incluye la cabecera del río Nalón, uno de los principales cursos fluviales que drenan la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica. En el sector más alto de su cabecera se conservan formas de origen glaciar y otras asociadas a ámbitos periglaciares (Suárez Rodríguez, 1990; Jiménez y Marquínez, 1990; Jiménez-Sánchez, 1996).

Desde el punto de vista geológico, la cabecera del río Nalón se sitúa en la Región del Ponga (Álvarez Marrón et al., 1989), dentro de la Zona Cantábrica de la Cordillera Hercínica. El sustrato geológico de esta área está formado por rocas muy variadas de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero. Entre ellas están formaciones calcáreas (Caliza de Láncara, Calizas de Barcaliente y Escalada), detríticas (Areniscas y Pizarras de Oville, Cuarcita de Barrios) y mixtas (alternancias calcáreo-detríticas de las Formaciones Beleño y Fito). Desde el punto de vista estructural, esta zona es muy compleja, ya que presenta multitud de cabalgamientos plegados y afectados por fallas como la Falla de Ventaniella, un importante accidente tectónico que cruza toda la región con una disposición NO-SE.

¿Qué formas de origen glaciar podemos observar en el Parque de Redes?

Entre las formas características de los ambientes glaciares se han identificado circos y valles glacia-

res, así como distintas acumulaciones de till (depósitos glaciares) y distintos depósitos asociados, tales glaciares rocosos, ya típicos de ambientes periglaciares. Estas evidencias se localizan en una franja de dirección E-O localizada en la alineación de cumbrones del sector meridional del Parque de Redes, entre los 930 y 2000 m de altitud.

Los circos glaciares. En la zona se han reconocido 62 circos glaciares, que aparecen entre los 1500 y más de 2000 m de altitud, alineados según la dirección topográfico-estructural de los cordales en que se encuentran. Los circos se desarrollan preferentemente sobre las rocas cuarcíticas de la Formación Barrios, que dominan en las zonas más elevadas y sus dimensiones máximas oscilan entre un centenar de metros y algo más de 1 km, mostrando principalmente orientaciones N-NO y N-NE (Figura 2).



Fig. 2. Aspecto de un circo glaciar desarrollado en areniscas cuarcíticas (Cuarcita de Barrios) en el área de los Puertos de Contorgán a 1800 m de altitud.

Los valles glaciares. Los valles con evidencias de modelado glaciar, particularmente secciones en U, presentan direcciones predominantemente N-S y E-O, llegando como mucho a 7 km de longitud. Aunque en algunos casos no conservan el típico perfil transversal en U, su origen glaciar queda puesto de manifiesto por la presencia de rupturas de pendiente en las vertientes que pueden atribuirse a la acción erosiva del hielo, así como por la existencia de acumulaciones de till en su fondo (Figura 3)



Fig. 3. Sección de valle glaciar en el área de la Vega Pociellu. El glaciar se habría dirigido hacia el fondo de la fotografía, en dirección Norte.

Los depósitos glaciares o acumulaciones de till suelen presentarse en forma de cordones y arcos morrénicos, con la típica morfología de cresta (Fig. 4) o bien, recubriendo fondos de valles y laderas sin presentar ningún rasgo morfológico característico. En ocasiones, de ellos quedan tan sólo bloques diseminados por las vertientes. Su distribución se localiza entre los 930 y 1700 m de altitud, en el sector más meridional de la cabecera del río Nalón. Podemos reconocer algunas secciones en el campo que muestran la existencia de fragmentos de roca (especialmente cuarcita, el material que forma el sustrato de los circos) muy angulosos y con tamaños muy variados (de varios cm a más de 1 m) embebidos en una matriz arenoso-arcillosa de tonos beige que aparece siempre en una proporción superior al 50% (Figura 4).

Otros depósitos asociados a los restos glaciares. En el fondo de algunos circos, por encima de los 1300 m de altitud, aparecen depósitos a los que puede atribuirse un origen glaciolacustre, seguramente ligado a la existencia de antiguos lagos que se formaron tras retirarse los hielos y que hoy aparecen colmatados por sedimentos. Sobre ellos es frecuente la existencia de turberas más o menos desarrolladas. Por otra parte, entre las evidencias más generalmente aceptadas de la existencia de ambientes periglaciares, en el Parque de Redes destaca la presencia de glaciares rocosos, que aparecen sobreimpuestos a las morrenas más elevadas, entre los 1450 y 1840 m. Por encima de los glaciares rocosos, y en ocasiones recubriéndolos, es frecuente el desarrollo de pequeñas morrenas de nivación, localizadas por lo general a altitudes superiores a 1600 m, en las zonas más elevadas de los circos glaciares.

La reconstrucción de la evolución glacial

Si en un área, como en este caso sucede con el Parque de Redes, podemos no sólo reconocer, sino también representar sobre un mapa las distintas evidencias del modelado glacial, podemos tratarlas como huellas o marcadores que nos permiten definir a la geometría de los glaciares que las originaron. Así, los circos marcarán la zona de alimentación de los sistemas glaciares y los valles y cordones morrénicos



Fig. 4. Aspecto de campo del till en las morrenas laterales de la Vega de Brañagallones.

cos laterales nos permitirán definir sus límites marginales y la dirección de flujo de los hielos, mientras que las morrenas terminales, frecuentemente en forma de media luna que bordea el frente del glaciar, nos darán una idea de la posición de los frentes glaciares cuando se encontraban estabilizados.

Utilizando estos criterios, y correlacionando los distintos valles y circos unos con respecto a otros, hemos podido establecer que, en primer lugar, existió una etapa de máxima extensión de los hielos (Fase I) seguida de otras dos de retroceso y estabilización de sus frentes (Fases II y III). Probablemente, a estas etapas sucedió otra posterior en que un cambio en las condiciones climáticas condujo a la implantación de un ambiente periglacial con desarrollo de glaciares rocosos. Esto quiere decir que, con todas las evidencias estudiadas, más que la historia glacial, en el Parque de Redes hemos podido reconstruir (hasta donde ha sido posible) la historia de la deglaciación (Figura 5).

El Máximo Glaciar (Fase I). Durante esta fase, en esta región se habría instalado un pequeño casquete de montaña, posiblemente continuado hacia el Sur, hacia la provincia de León, con un conjunto de lenguas glaciares de tipo alpino que, en el sector del Parque de Redes, habrían discurrido hacia el N, NE y NO con un trazado condicionado por la disposi-

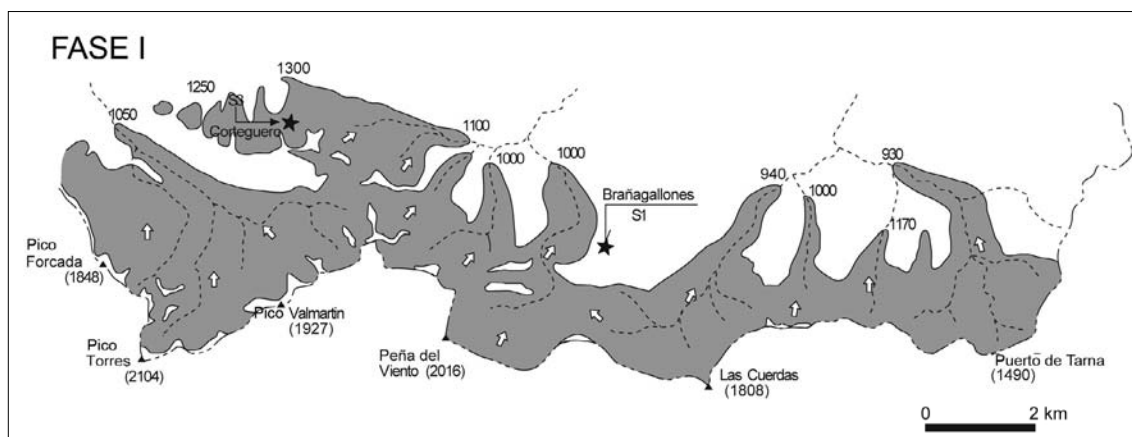


Fig. 5. Modelo de evolución de los glaciares en el sur del Parque de Redes, reconstruido a partir de las evidencias de campo (circo, morrenas, valles glaciares). Fase I

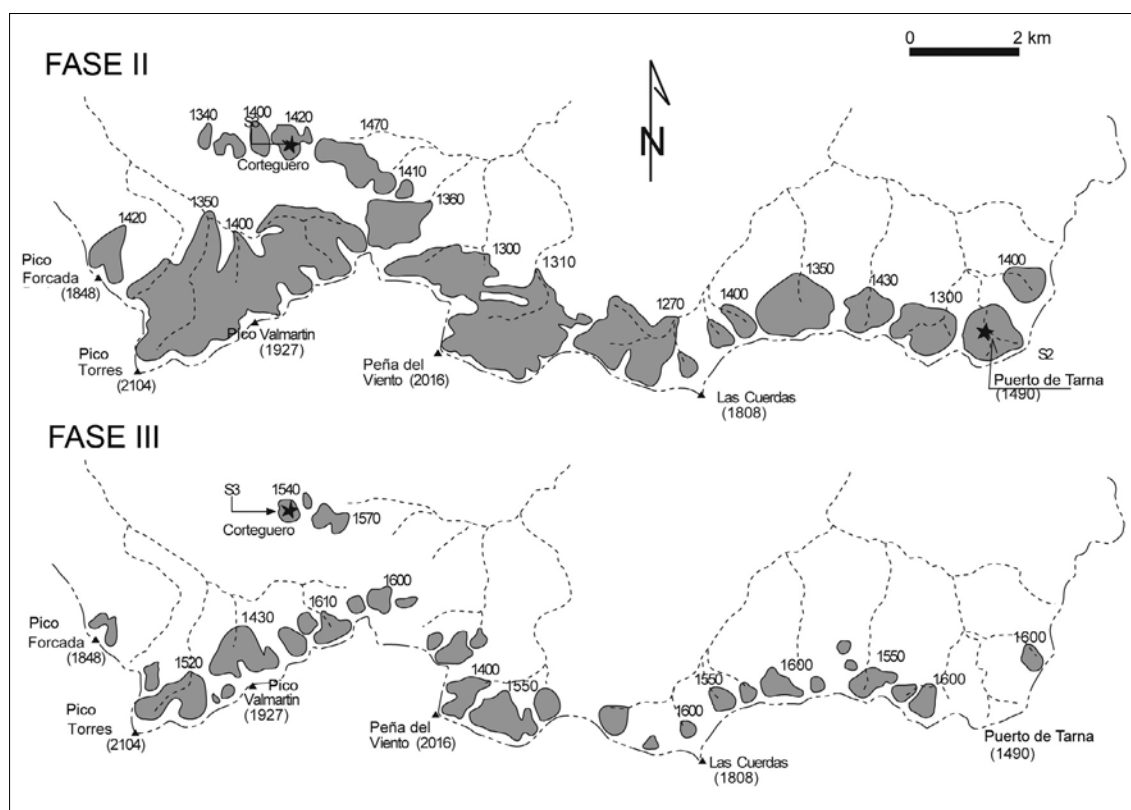


Fig. 5. (continuación) Modelo de evolución de los glaciares en el sur del Parque de Redes, reconstruido a partir de las evidencias de campo (circo, morrenas, valles glaciares). Fases II y III.

ción de la red de drenaje preglaciar. Estos glaciares habrían coexistido con otros glaciares de tipo circo como los reconstruidos en el sector occidental de la Sierra de Corteguero. El espesor estimado para el hielo podría llegar por término medio a 150 m en las áreas de alimentación, mientras que la altitud de los frentes glaciares reconstruidos se habría situado entre 930 y 1300 m, aumentando de E a O. Quizás, los glaciares podrían haber llegado más lejos, pero esto no es evidente en el modelado actual.

¿Cómo fue el retroceso glaciar? Fases II y III: Tras la fase anterior, habría tenido lugar un importante retroceso de los frentes glaciares (Fase II), de modo que los glaciares de circo de la fase I habrían desaparecido, y los glaciares de valle se habrían acortado, quedando algunos de ellos confinados en el interior de los circos. La estabilización de los frentes de los glaciares, no sabemos si precedida por un ligero reavance de los hielos, habría tenido lugar a una altitud en torno a 1300-1500 m. Un nuevo retroceso de los hielos (Fase III) sucedió al anterior con la desaparición de los glaciares de circo de la Fase II y el retroceso de los glaciares de valle hasta reducirse a glaciares de circo. Aquí se habrían originado arcos morrénicos localizados a altitudes entre 1500 y 1700 m, como el que hoy sigue delimitando el lago Ubales (Fig.6). La posición de estos arcos morrénicos permite situar el frente de estos glaciares y deducir una última etapa de estabilización que, al igual que la anterior, podría haberse visto precedida por un reavance de los mismos.

¿Y qué pasó después?: la implantación de los glaciares rocosos. Finalmente, en los circos glaciares más elevados y sobreimponiéndose a la última generación de morrenas, aparecen glaciares rocosos, habitualmente descritos en medios periglaciares (Giardino et al., 1987). Puesto que los glaciares rocosos más bajos tienen sus frentes localizados a 1450 m de altitud, no puede descartarse su coexistencia con los aparatos glaciares de las zonas más elevadas durante la última de las fases descritas. La presencia de glaciares rocosos marcaría el final del período glaciar y la implantación de un ambiente periglacial.



Fig. 6. Lago Ubales, represado por un arco morrénico que indica una estabilización durante la tercera fase de evolución de los glaciares. Se aprecia, además, una morrena de nivación al pie del escarpe del circo glaciar, a la izquierda de la fotografía.

¿Y cuándo sucedió todo esto? Por el momento, los datos con los que contamos para establecer la edad del glaciario, son los que corresponden a la datación con carbono 14 de la base del relleno de antiguos circos. Son los depósitos de colmatación de los circos glaciares, que tienen un gran interés paleoclimático, porque actúan como trampas de sedimentos y de polen y materia orgánica. Cerca del Puerto de Tarna, a 1450 m de altitud, hicimos un sondeo en una depresión de origen glaciar que debió albergar un glaciar de circo durante la Fase II. Por tanto, el sedimento que hoy rellena esta depresión debe ser posterior a la retirada de los glaciares de la Fase II. El sondeo alcanzó tan sólo 2,3 m, tratándose principalmente de arcillas negras con gran contenido en materia orgánica. Su base fue datada en un laboratorio especializado, dándonos edades próximas a 21.000 años. Esto significa que, probablemente, hace 21.000 años, los glaciares de la fase II ya no estaban activos en esta zona.

Tras retirarse los hielos de la zona, seguramente se formaron pequeñas lagunas en los circos abandonados por los hielos. Una vez colmatadas las lagunas, se habrían originado turberas como la que acabamos de comentar en el apartado anterior. Aún existe un pequeño lago (Lago Ubales) a 1700 m de altitud, represado por una morrena de boca de circo (Figura 6). En los escarpes rocosos de los circos dominaría la actuación del proceso de caída de rocas que, junto con la acción de la nieve, determinaría la formación de pequeñas morrenas de nivación localizadas a altitudes superiores a 1650-1700 m. La presencia de canales y abanicos de aludes, seguramente activos también durante el período glaciar en laderas y paredes no ocupadas por el hielo, es otro indicador de la importancia de la dinámica nival tras la desaparición de los antiguos aparatos glaciares. Finalmente, en las laderas de los valles glaciares, la retirada de los hielos modificó el estado de esfuerzos existente durante la etapa glaciar, dando lugar a una situación de inestabilidad que favoreció la aparición de grandes movimientos en masa.

EL GLACIARISMO EN EL MACIZO OCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA: DOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN EN EL ENTORNO DE LOS LAGOS DE COVADONGA

Los Picos de Europa forman sin duda uno de los macizos montañosos de mayor valor ambiental y paisajístico del territorio español y europeo. La declaración de Parque Nacional de Picos de Europa se produjo el 30 de mayo de 1995 y supone la ampliación del antiguo Parque Nacional de la Montaña de Covadonga, primer Parque Nacional español, creado en 1918. Con sus 64.660 ha constituye el segundo más extenso de la Red de Parques Nacionales del Estado Español tras el de Sierra Nevada. Este espacio ha alcanzado el más alto reconocimiento a nivel mundial con su declaración como Reserva de la Biosfera, el 9 de julio de 2003, debido a sus magníficos valores naturales y culturales y a sus posibilidades para establecer un desarrollo sociocultural y económico compatible con la conservación de los paisajes, los ecosistemas, las especies y la diversidad genética.

Los Lagos de Covadonga constituyen uno de los lugares más visitados del Parque Nacional de los Picos de Europa, y sin duda el que más en su parte asturiana.

El relieve de los Picos de Europa

La tectónica alpina responsable de la elevación de la Cordillera Cantábrica se manifiesta principalmente por el desarrollo de fallas inversas de largo trazado en dirección E-O y vergentes al sur (elevan sus respectivos bloques norte); estas fallas afectan a los sedimentos mesozoico-terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica, así como al basamento paleozoico. La relación entre la tectónica alpina y el relieve resulta especialmente evidente en los Picos de Europa, donde dichas fallas desplazan a los cabalgamientos variscos y en ocasiones producen su reactivación (Tosal, 1968; Farias, 1982). Las fallas producen además un ligero basculamiento de los bloques elevados, de forma que su superficie superior se encuentra suavemente inclinada hacia el Norte.

La peculiar naturaleza del sustrato rocoso de los Picos de Europa, formado casi exclusivamente por calizas, ha tenido una influencia capital tanto en el tipo de estructura geológica como en la geomorfología y el paisaje. El enorme macizo calcáreo ha determinado que las mayores alturas de la Cordillera Cantábrica se encuentren en los Picos de Europa mientras que la divisoria hidrográfica entre la cuenca del Duero y la vertiente cantábrica se sitúa al sur de los mismos. Así, los cauces fluviales principales (Sella, Cares y Deva), que tienen su cabecera en el eje hidrográfico de la cordillera, circulan desde este eje a la costa profundamente encajados disecando el conjunto de los Picos en macizos claramente individualizados. Por su parte, la superficie superior de estos macizos ha sido débilmente retocada por la acción glaciar y kárstica desde finales del Terciario hasta la actualidad.

El modelado glaciar

El glaciario del Macizo Occidental de los Picos de Europa ha sido estudiado por numerosos autores, como por ejemplo Alonso (1992, 1998) o Marquínez y Adrados (2000). La naturaleza calcárea del sustrato de los Picos de Europa impone importantes limitaciones en el estudio del modelado glaciar cuaternario, ya que los procesos kársticos han borrado todas las huellas de micromodelado glaciar y amortiguan incluso las formas medias. Sin embargo, aún se conservan las grandes formas erosivas del modelado glaciar y los depósitos morrénicos, mostrando la destacada participación de los procesos glaciares en el modelado del relieve.

Las evidencias glaciares más accesibles se encuentran en el Macizo Occidental o del Cornión. Aquí, al igual que en las zonas altas del resto de los Picos de Europa destacan un conjunto de alineaciones de crestas escarpadas, cuya forma de aristas afiladas evidencia un origen glaciar. Numerosos segmentos de aristas glaciares convergen en ocasiones dando lugar a "horns". En el Macizo del Cornión se reconocen alrededor de 50 circos glaciares de diferente tamaño y morfología, localizados a altitudes

superiores a 1600 m (Marquínez y Adrados, 2000). Otras formas destacadas del modelado glaciar de los Picos de Europa son las cubetas de sobreexcavación, que reciben en la zona el nombre de “Jous” y tienen una notable tendencia a formas elípticas en planta. También se conservan valles con el perfil característico modelados por lenguas glaciares, en forma de artesa, como los de Enol, Mesones o El Resecu.

Los depósitos de origen glaciar son relativamente escasos en general en todos los Picos de Europa. Dentro del conjunto de morrenas que aún se conservan pueden diferenciarse las de mayor tamaño atribuibles a la fase de máxima extensión del hielo y algunos pequeños depósitos más recientes, de menor entidad, correspondientes a etapas de regresión glaciar. A partir de las formas y depósitos glaciares puede reconstruirse el área ocupada por el hielo en el momento de la máxima extensión del glaciarismo. En el mapa realizado por Marquínez y Adrados (2000) se aprecia que el hielo se extendió en algún momento del Cuaternario ocupando más de 80 km², del Macizo del Cornión, alcanzando un espesor máximo estimado de más de 300 m en su parte más alta. Entre los diferentes sistemas glaciares que conformaban esta gran masa helada destaca el denominado “casquete glaciar de Enol”, que alcanzó en su mejor momento una extensión total próxima a los 50 km², convirtiéndose así, con toda probabilidad, en uno de los sistemas glaciares más importantes de toda la Cordillera Cantábrica.

El entorno de los Lagos de Covadonga permite realizar observaciones interesantes sobre el modelado de los Picos de Europa. Los dos puntos que hemos escogido son el Mirador del Príncipe y el área de La Tiese, en los alrededores del Centro de Interpretación del Parque de Buferrera (Figura 7).



Fig. 7. Mapa topográfico del entorno de los Lagos de Covadonga con indicación del recorrido didáctico cuyas localidades del Mirador del Príncipe y La Tiese aparecen descritas en este trabajo.

Mirador del Príncipe.

Esta localidad constituye un magnífico punto de observación desde el que se contemplan algunos de los principales rasgos del modelado glaciar y kárstico. En concreto, nos encontramos situados en una de las áreas en las que se ubicaron los frentes de los sistemas glaciares desarrollados durante la última glaciación en la vertiente norte del Macizo Occidental de los Picos de Europa. En este punto convergían dos de las lenguas glaciares por las que descargaba el hielo del casquete glaciar de Enol, las lenguas de Ercina y Enol. Ambas se encontraban separadas por una morrena central, la actual Morrena de Entrelagos, y por morrenas laterales. De éstas, la que mejor se conserva es la que limitaba por el Este la lengua glaciar de La Ercina, en el área conocida como La Llomba de Buferrera. Este mirador se ubica sobre la prolongación de dicha morrena, en lo que sería el frente de la misma lengua glaciar.

Mirando hacia el Sur podemos observar el perfil transversal, en forma de U, del valle glaciar de la vega de Enol (Figura 8). El Lago Enol es un típico lago de frente glaciar, formado tras la retirada de los hielos al ocupar la depresión generada por sobreexcavación del sustrato del valle por acción del hielo. Con posterioridad, la morrena frontal de esta lengua glaciar ha sido casi totalmente erosionada por el torrente que discurre desde Enol hasta la vega de Comeya, torrente que durante largos periodos de tiempo hubo de ser un cauce proglaciar.

Desde el aparcamiento del área de Buferrera hasta esta localidad pueden observarse con detalle las características de los depósitos de till de la morrena glaciar de Entrelagos. Se trata de materiales sin consolidar formados por cantos y bloques de caliza, alguno de gran tamaño, embebidos en una matriz arenosa. Destaca su heterometría y la ausencia de ordenación o estratificación (Figura 9).

En esta localidad podemos analizar un interesante ejemplo de polje, sobre el que se ubica la vega de



Fig. 8.- Aspectos del modelado glaciar en el sistema de Enol, en la carretera que comunica los dos lagos. El Valle de Enol aparece mostrando una sección típica de un valle glaciar, apareciendo por delante el lago de Enol.



Fig. 9. Afloramiento de till en la morrena de la Llomba de Buferrera, que recubre un paleokarst en pináculos.

Comeya (Figura 10). La vega de Comeya está situada en la vertiente Norte del Macizo Occidental de los Picos de Europa o Picos del Cornión, inmediatamente al norte de los Lagos de Covadonga. Se trata de una depresión cerrada, de aproximadamente 1,2 km² de extensión, limitada al sur y oeste por escarpes calizos y al norte por un suave cresta modelada sobre rocas cuarcíticas. El fondo de esta cuenca es prácticamente plano y está surcado por un pequeño arroyo que se pierde en un sumidero o "pónor" situado su extremo noroccidental. Este cauce fluvial meandriforme se alimenta de manantiales situados en los bordes este, norte y sur y del torrente que sirve de desagüe al Lago Enol.

Las herramientas con que contamos para interpretar la geología de Comeya son el mapa geológico (Figura 11), el mapa geomorfológico (Figura 12) y



Fig. 10. Vista de la vega de Comeya hacia el Noroeste, desde el Mirador del Príncipe.

los sondeos realizados en la propia vega, que nos permiten conocer las características del relleno reciente de esta zona deprimida. Con estos datos podemos realizar cortes geológicos (Figura 13) y llegar a establecer la historia geológica de la vega y su entorno, desde su origen hasta los procesos más recientes que han dado lugar al paisaje actual.

El origen de la cuenca de Comeya se encuentra en el funcionamiento de dos fallas que discurren por sus bordes norte y sur (Figura 11) y que, durante la Orogenia Alpina, produjeron el hundimiento del bloque rocoso en el que esta se ubica. La depresión así originada ha funcionado desde su origen como un recipiente natural capaz de retener agua y por tanto ser un lago. Esto ha sucedido cada vez que los sumideros no han tenido capacidad suficiente para desalojar el agua que entraba en la cuenca, lo que ha podido ocurrir muchas veces en su historia.

El mapa geomorfológico (Figura 12) nos muestra los rasgos del relieve actual diferenciando las formas

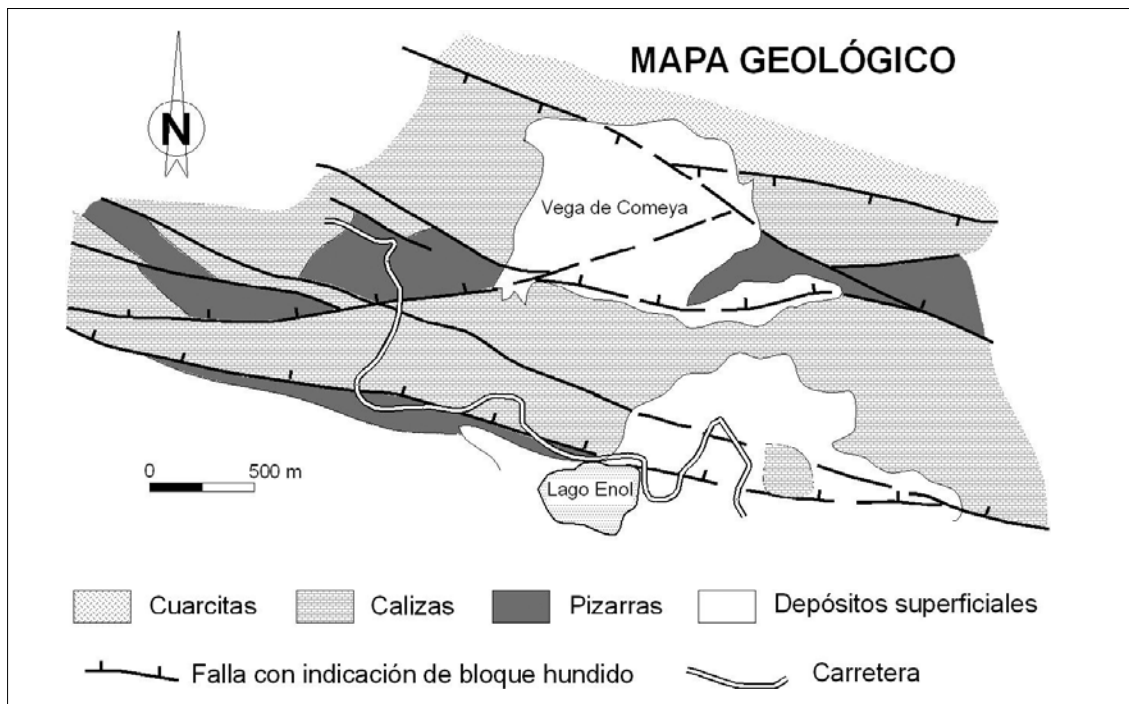


Fig. 11. Mapa geológico de la Vega de Comeya y el entorno de los Lagos de Covadonga.

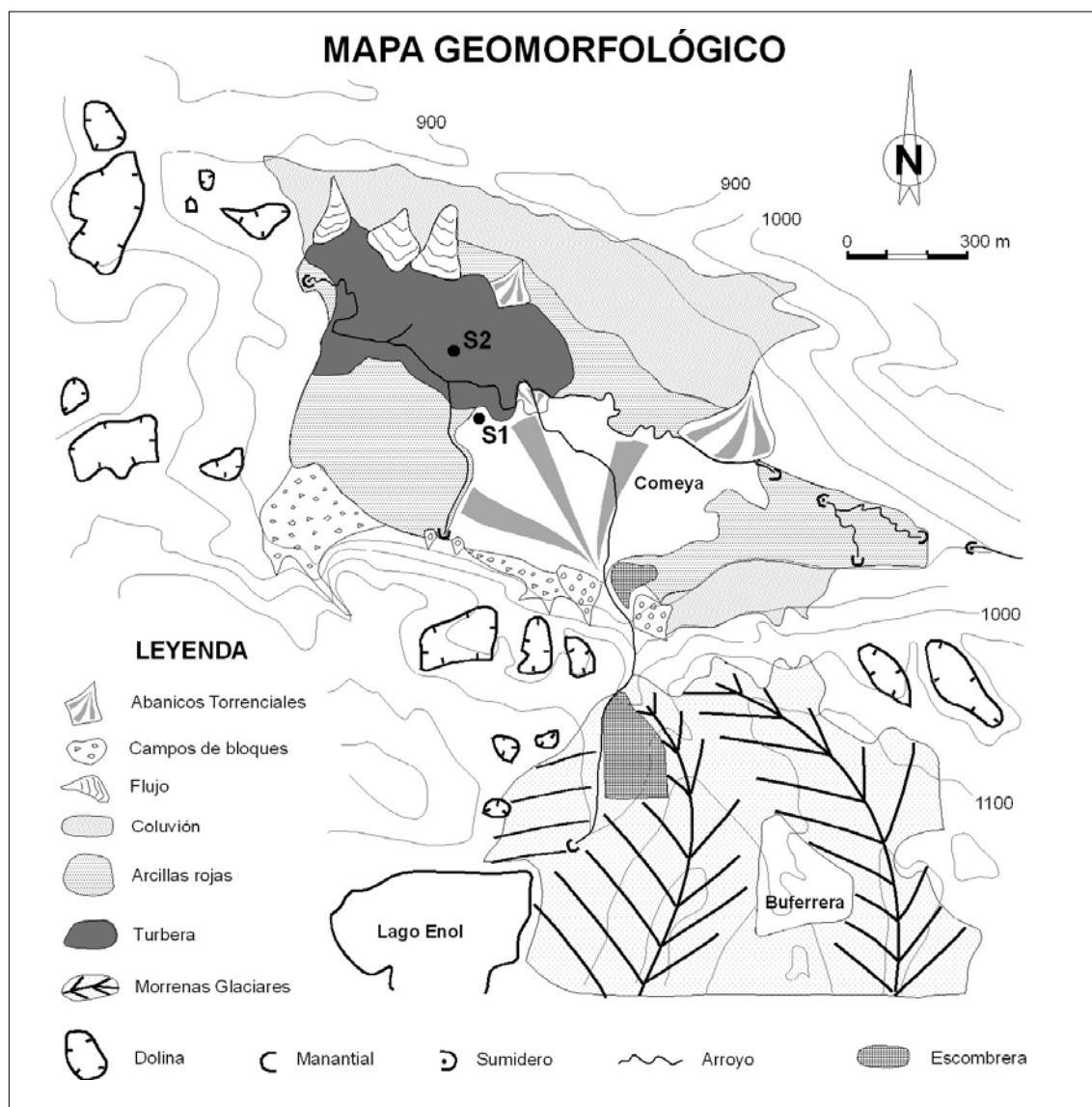


Fig. 12. Mapa geomorfológico de la Vega de Comeya (Farias et al, 1990). mostrando en la zona sur la cartografía de las morrenas que definen la posición del frente glaciar del casquete de Enol en el momento de máxima expansión de los hielos.

debidas a la erosión y las producidas por depósitos, dándonos una idea de los procesos geológicos que han actuado en superficie durante los últimos miles de años para modelar el paisaje. El mapa muestra en primer lugar buenos ejemplos de dolinas, típicas formas del karst superficial. Siguiendo en el entorno de Comeya, deben destacarse las morrenas de Entrelagos y Buferrera, formadas por la acumulación de material transportado y depositado por las lenguas glaciares que descendían desde las zonas altas del Cornión por los valles glaciares de La Tiese (Ercina) y Vega de Enol.

Ya en la superficie de la propia vega, el mapa nos muestra la presencia de diferentes tipos de formas y depósitos. Destacan la turbera activa que ocupa la zona encharcada del cuadrante noroccidental y el depósito en forma de abanico ligado al torrente por el que desagua el Lago Enol, en el sureste. En la ladera norte se observan dos abanicos torrenciales

de menor entidad y varios flujos de tierra superficiales (argayos) desarrollados sobre un coluvión, depósito formado por la alteración de las cuarcitas que forman la cresta. La ladera sur, más escarpada, está flanqueada en su base por depósitos de desprendimientos y avalanchas de rocas.

Los sondeos realizados en la vega aportan una valiosa información sobre las características del relleno de la cuenca, que tiene un espesor máximo de 57 metros (Figura 13). Esta información complementa la aportada por el mapa geomorfológico. Así sabemos que este relleno está formado principalmente por los depósitos transportados a la cuenca por el torrente de Enol, y que estos depósitos están constituidos por gravas que previamente formaban parte de las morrenas glaciares de Los Lagos. Los sondeos aportan también un interesante dato, cual es la existencia debajo de la turbera de importantes de-

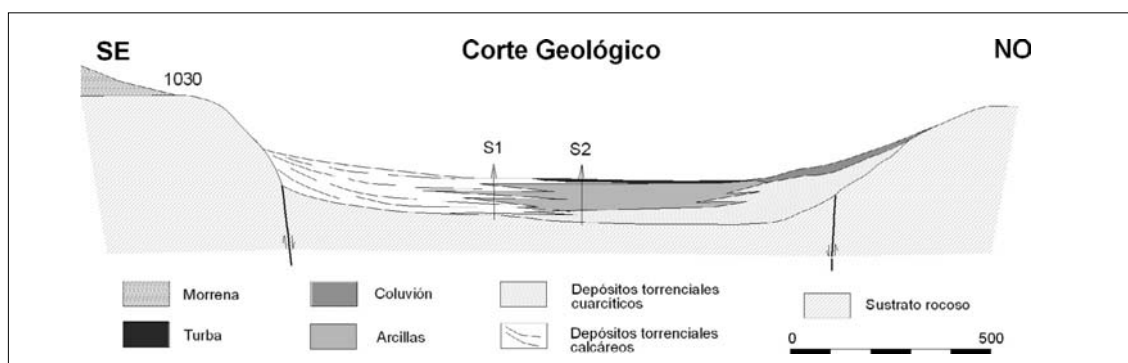


Fig. 13. Corte geológico del entorno de la Vega de Comeya (Farias et al, 1996).

pósitos que semejan “varvas” glaciares: se trata de típicos sedimentos depositados en lagos situados por delante de los frentes glaciares y alimentados por los cauces procedentes de la fusión del hielo en dichos frentes. Debajo de estas arcillas lacustres, aparece una turbera muy antigua que ha podido datarse mediante el método del Carbono-14 en más de 40.000 años de antigüedad (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002). Este lago pudo originarse mientras el casquete glaciar de Enol se encontraba activo, a partir de las aguas procedentes de la fusión del glaciar cuyo frente habría estado definido por las morrenas glaciares de Los Lagos.

El área de La Tiese

En el Macizo del Cornión las morrenas más importantes se ubican en los alrededores de los Lagos de Covadonga, a 1030 m de altitud. La morfología de los depósitos responde generalmente a crestas longitudinales a la dirección del flujo glaciar y en posición lateral, con la marcada excepción del arco morrénico formado por la Picota de Entrelagos y la Llomba de Buferrera (Figura 7), abierto por la erosión, y un pequeño arco de menor entidad que se esboza en la Tiese, en la orilla N del Lago de La Ercina, señalando un primer episodio regresivo.

El origen del Lago Ercina es similar al del Enol, es decir, ocupa una depresión formada por la excavación del hielo de la lengua glaciar que desembocaba en este valle. Es el propio till basal del glaciar y los suaves arcos morrénicos dejados por el frente durante su retroceso los que cierran el lago en su orilla norte.

El Lago Ercina (Figura 14) se encuentra sujeto a un proceso de colmatación, debido a la acumulación de sedimentos tanto inorgánicos como orgánicos y a su escasa profundidad. De hecho estaría ya colmatado de no ser por las obras realizadas por las empresas mineras, consistentes en el levantamiento de un muro de mampostería en su orilla sur, donde se encuentra situado el sumidero por donde desagua.

Las laderas que limitan el valle por el este y el oeste fueron en su momento paredes verticales talladas por el hielo, pero se hicieron inestables cuando este se fundió. La consecuencia es la aparición de los procesos de erosión de las laderas representados por la formación de avalanchas de rocas, cuyos de-



Fig. 14. En primer término, el Lago Ercina. En lontananza, en los días despejados podemos admirar el circo glaciar de Cembavieya, definido por las aristas que forman las cumbres de la Peña Santa de Enol (2486 m) y las Torres de Cebolleda.

pósitos se acumulan al pie de los escarpes rocosos. También se forman canchales y campos de bloques, como consecuencia de la caída de fragmentos de roca por gravedad.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, V. (1992): *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica)*. Tesis. Univ. Oviedo. 253 pp.
- Alonso, V. (1998), Covadonga National Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area. *Trabajos de Geología*, 20, 167-181.
- Alonso, V. y González Suárez, J. J. (1998): Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2), 35-44.
- Alonso y Suárez Rodríguez (2004): Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciar en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2): 61-70.
- Álvarez Arbesú, R., Bueno Sánchez, A., Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez-Sánchez, M. y Valderrábano Luque, J. (2001): *Redes. Reserva de la Biosfera*. Consejería de Medio Ambiente. MAB. 81 pp.
- Álvarez Marrón, J., Heredia, N. y Pérez Estaún, A. (1989): Mapa geológico de la Región del Ponga, E. 1:100000. *Trab. Geol. Univ. Oviedo* 18:127-135.

- Arenillas, M. y Alonso, F. (1981): La morfología glaciar del Mampodre (León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 79:53-62.
- Castañón, J. C. y Frochoso, M. (1992): La glaciación Würm en las Montañas Cantábricas. En: Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 319-332. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Farias, P. (1982): La estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.
- Farias, P. (2004): Apuntes sobre la historia geológica de la Vega de Comeya. *Revista del Grupo de Montaña Peñasanta*, 1, 26-28.
- Farias, P. y Marquínez, J. (1995): El relieve de Asturias. En: Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.): *Geología de Asturias*. Trea, 163-172.
- Farias, P., Jiménez Sánchez, M. y Marquínez, J. (1996): Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comella (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta*, 20 (5): 1116-1119.
- Flor, G. y Baylón, J.I. (1989): El glaciario cuaternario de los Puertos de Aliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 : 27-34.
- Giardino, J.R.; Schröder, J.F. y Vitek, J.D. (1987): *Rock glaciers*. Allen & Unwin, 355 pp. Winchester.
- González Trueba, J. J. (2005): La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4), 79-94.
- González, J.J. y Alonso, V. (1994): Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. *Jour. Glaciol.*, 40 (134): 198-199.
- Hernández Pacheco, E. (1914): Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 45:407-408.
- Jiménez Sánchez, M. (1996). El glaciario en la cuenca alta del río Nalón: una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (3-4): 157-168. Farias, P.
- Jiménez Sánchez, M. y Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Jiménez Sánchez, M., Silva, P., Solano, S. y Valderrábano, J. (1997): El Parque de Redes. En: *Espacios Naturales de Asturias*, 2, 125-155. Editorial Trea.
- Jiménez Sánchez, M., Silva, P., Solano, S. y Valderrábano, J. (2005): El Parque de Redes. En: *Reservas de la Biosfera de Asturias. Picos de Europa, Redes, Somiedo, Muniellos* (obra colectiva), 50-81. Editorial Trea.
- Jiménez Sánchez, M; Marquínez, J. (1990): Morfología glaciar en la cuenca alta del río Nalón, Cordillera Cantábrica. En: Gutiérrez, M.; Peña, J. L.; Lozano, M. V.: *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, I, pp. 179 - 189 (1990). I.S.B.N. 84-86982-16-2. S.E.G. Instituto de Estudios Turolenses.
- Lotze, F. (1963): Acerca de unas glaciaciones pleistocénicas en el Grupo de Valnera (Cadenas cantábricas orientales). *Notas y comun. IGME*, 72: 257-262.
- Marquínez, J. y Adrados, L. (2000): La geología y el relieve de los Picos de Europa. *Naturalia Cantabricae*, 1, 3-19. INDUROT. Universidad de Oviedo.
- Menéndez Duarte, R. A. (1994): *Geomorfología del Área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, Norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve*. Tesis, Univ. Oviedo. 254 pp.
- Menéndez Duarte, R. y Marquínez, J. (1996): Glaciario y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4), pp. 21-31.
- Obermaier, H. (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Mem. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 9:1-42.
- Salas, L. (1992): Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6: 63-69.
- Suárez Rodríguez, A. (1990): Geomorfología y mapa geomorfológico de la Hoja nº 79: Puebla de Lillo. En: Pérez Estaún, A. y Álvarez Marrón, J. *Memoria explicativa de la Hoja nº 79 del Mapa Geológico de España (Puebla de Lillo)*. Mapa Geológico de España, escala 1:50000. ITGE. Madrid.
- Tosal, J. M. (1968): Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Breviora Geologica Astur*, A. 12, 9-14. ■